

Análise de AVO para caracterização de um reservatório clástico na Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá

Larissa da Silva Piauilino

Niterói – RJ 2014

LARISSA DA SILVA PIAUILINO

Análise de AVO para caracterização de um reservatório clástico na Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá

> Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito final para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

LARISSA DA SILVA PIAUILINO

Análise de AVO para caracterização de um reservatório clástico na Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (LAGEMAR/UFF)

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (LAGEMAR/UFF)

Prof. Dr. Jorge Leonardo Martins (COGE-ON/MCTI)

Niterói – RJ 2014

"Que os vossos esforços desafiem as impossibilidades, lembrai-vos de que as grandes coisas do homem foram conquistadas do que parecia impossível." Charles Chaplin

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por todas as bênçãos concebidas, por ter colocado pessoas especiais em minha vida e principalmente por qualquer dificuldade que eu enfrentei ao longo da estrada e ainda, no curso de Graduação. Sem estas eu jamais teria me tornado a pessoa que sou.

Em segundo lugar quero agradecer aos meus pais Jorgete e Roberson pela educação simples, porém rica de amor e carinho. Por terem me dado tudo que não puderam ter e tudo que tiveram também: a casa cheia de irmãos. Aos meus teimosos Robson e Rodrigo, às minha pré-aborrecentes Rayssa e Rayanny, meus sinceros agradecimentos pelas brigas e risadas. Aos excelentíssimos pais, a minha eterna gratidão. Eu vos amo demais, minha grande família.

Agradeço também as mulheres que Deus colocou na minha vida que foram a base da construção da minha personalidade. A minha querida e onipresente Mãe, já aqui citada; às guerreiras avós Iracema e Zeni e madrinha Ortelina; às sábias tia Socorro e madrinha Monica; à jovem tia Sheila.

Agradeço ao meu querido centenário Colégio Militar do Rio de Janeiro. Além de ter mudado o rumo da minha história acadêmica, nele conheci pessoas maravilhosas que se eternizaram em minha vida. "ZUM ZARAVALHO!"

Agradeço aos amigos feitos nessa Universidade; principalmente a toda turma de 2010 pelas chopadas, cantareiras e por toda a amizade: valeu galera! Em especial aos amigos (as) Lis, Leo, Sharon, Yuri e Biel; e nessa reta final um muito obrigada a amiga Shay...muito, mas muito obrigada pela paciência! Vocês todos foram essenciais nessa longa caminhada, e, que todos vocês se eternizem em minha vida!

Agradeço à UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE, Departamento de Geologia e Geofísica pelo curso oferecido e por todos os funcionários e professores que aqui trabalham e nunca esquecem o "Bom" de cada "dia".

Agradeço à empresa CGG por disponibilizar todo o material de treinamento para a análise de AVO e a licença do software Hampson-Russell.

Agradeço as amizades que fiz na empresa Schlumberger durante minha curta caminhada como estagiária.

Finalmente, agradeço ao meu querido orientador Marco Cetale, pelos conselhos, pela compreensão e pela amizade selada nesse final de curso; aos professores Cleverson Guizan e Jorge Leonardo por aceitarem fazer parte desta banca com muita gentileza e pré-disposição.

RESUMO

As técnicas para caracterização de reservatórios vêm sendo bastante exploradas na indústria de óleo e gás. Dentre elas, uma importante técnica tem se destacado: a análise de AVO (Amplitude Versus Offset). Esta metodologia é baseada na resposta da amplitude sísmica com o afastamento fonte-receptor, provando ser uma ferramenta litológica muito útil e uma indicadora direta de hidrocarbonetos. Além da análise direta da amplitude, pode-se representar graficamente os coeficientes de reflexão do topo e da base do reservatório, onde sua posição determina um tipo de anomalia de AVO. Essa técnica pode ser aplicada a modelos sintéticos, gerados através da substituição de fluidos ou a um conjunto de dados sísmicos reais. Para tal modelagem, é de extrema importância a estimativa de alguns parâmetros elásticos, às vezes indisponíveis no conjunto de dados de perfilagem geofísica de poços, pois eles têm dependência direta com os parâmetros petrofísicos. A pesquisa foi realizada com a integração dos dados de poço e da seção sísmica pré-empilhada. Os perfis de poço foram utilizados para gerar sismogramas sintéticos com o objetivo de comparar o cenário real com os cenários de saturação total em água e saturação total em óleo. Além disso, foram feitas análises de AVO e do *crossplot* do dado sísmico. Os resultados foram bastante consistentes, apresentando uma anomalia de AVO do tipo III para o reservatório clástico Colony, localizado na Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá (BSOC). Este tipo de anomalia é caracterizado por um aumento significativo da amplitude sísmica, os clássicos "Pontos brilhantes", indicando geralmente um reservatório de gás.

Palavras chaves: Caracterização de Reservatório | Análise de AVO | Modelagem de AVO | Anomalia de AVO | BSOC | Reservatório *Colony.*/ Pontos brilhantes

ABSTRACT

The techniques for reservoir characterization have been widely explored in the oil and gas industry. Among them, an important technique has been highlighted: the AVO analysis (Amplitude Versus Offset). This methodology is based on the seismic amplitude response from source-to-receiver offset, proving to be a very useful lithological tool and a direct indicator of hydrocarbons. In addition to the direct analysis of the amplitude, the AVO technique allows crossplotting the reflection coefficients of the top and the bottom of the reservoir based on a graph where its position determines a type of AVO anomaly. This technique can be applied to synthetic models generated by fluid substitution or a set of real seismic data. For this modeling, it is extremely important to estimate some elastic parameters, sometimes unavailable in the data set of geophysical well logging, because they have direct dependence with petrophysical parameters. The research was conducted with the integration of well data and pre-stack seismic section. Well profiles were used to generate synthetic seismograms in order to compare the in-situ scenario with pure brine and pure oil scenarios. In addition, Analysis of AVO and crossplot of the seismic data were made. The results were very consistent, showing a class III AVO anomaly for the clastic reservoir Colony, located in the Western Canadian Sedimentary Basin (WCSB). This type of anomaly is characterized by a significant increase in seismic amplitude, the classic "Bright spots", usually indicating a gas reservoir.

Keywords: Reservoir Characterization | AVO Analysis | AVO Modeling | AVO Anomalies | WCSB| Colony Reservoir | Bright Spots

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 16 - Perfis estimados (Vs e Razão de Poisson) e perfis medidos obtidos durante a perfilagem de poço (Vp e densidade) que serão utilizados no projeto
Figura 17 - Wavelet estimada através do dado sísmico no intervalo do reservatório38
Figura 18 - Sismogramas sintéticos relativos ao poço (azul) e a sísmica (vermelho) e janela de correlação cruzada dos eventos antes da amarração
Figura 19 - Sismogramas sintéticos relativos ao poço (azul) e a sísmica (vermelho) e janela de correlação cruzada dos eventos após a amarração40
Figura 20 - Perfis estimados por substituição de diferentes fluidos41
Figura 21 - Sismogramas sintéticos gerados para os cenários óleo puro, salmoura pura e in- situ, respectivamente
Figura 22 - Resultado da análise de AVO para os modelos salmoura pura, in-situ e óleo puro.
Figura 23 - Offsets com mesmo número serão empilhados juntos. <i>Modificado de: Hampson-Russell Software Services Ltd</i> (2004)
Figura 24 - Superfamílias geradas. Visualização das famílias entre o CDP 325 e 334. Nota-se que as superfamílias estão menos ruidosas e, portanto, mais consistentes
Figura 25 - Superfamílias mostradas em escalas de cores para ângulo de incidência45
Figura 26 - Famílias em ângulo comum
Figura 27 - Análise de AVO do Horizonte 1 (topo do reservatório) através da interpretação manual do mesmo (linha azul) e através da equação de Aki e Richard para ângulos até 30° (linha vermelha)
Figura 28 - Relação do comportamento da amplitude do sinal da base (linha vermelha) e do topo (linha verde) do reservatório indicando uma anomalia AVO do tipo III. A correlação normalizada entre a curva e as amplitudes originais pode ser vista na parte superior da figura, destacando a boa aproximação da curva
Figura 29 - Gráfico Intercepto X Gradiente evidenciando uma anomalia de classe III para o CDP 330
Figura 30 - Atributo AxB
Figura 31 - Atributo A+B
Figura 32 - Atributo A-B
Figura 33 - <i>Crossplot</i> da seção sísmica original entre os CDPs 300 e 360, evidenciando uma anomalia AVO classe III
Figura 34 - Seção sísmica com a representando a intepretação da base e do topo do reservatório no <i>crossplot</i> dos atributos da seção original

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Relação entre as constantes elásticas de materias isotrópicos. Modificado de: Mavko (1998)
Tabela 2 - Métodos de obtenção de diversos atributos AVO, originados dos atributos A e B.Retirado de: Pintas (2011).23
Tabela 3 - Resumo do comportamento AVO para diferentes contrastes de impedância.Modificado de: Castagna e Swan (1997).28
Tabela 4 - Parâmetros do dado Pre-stack
Tabela 5 - Valores típicos das propriedades e módulos elásticos de alguns materiais utilizados nessa pesquisa

SUMÁRIO

EPÍGRAFE	IV
AGRADECIMENTOS	\mathbf{V}
RESUMO	VI
ABSTRACT	VII
ÍNDICE DE FIGURAS	VIII
ÍNDICE DE TABELAS	X
1. INTRODUÇÃO	1
2. TEORIA DA ELASTICIDADE	3
2.1. LEI DE HOOKE	3
2.2. PROPRIEDADES ELÁSTICAS	6
3. TEORIA DE AVO (Amplitude Versus Offset)	9
3.1. LEI DE SNELL	10
3.2. EQUAÇÕES DE ZOEPPRITZ	12
3.3. APROXIMAÇÕES LINEARES DAS EQUAÇÕES DE ZOEPPRITZ	14
3.3.1. Conversão de Offset para Ângulo	17
3.4. MODELAGEM DE AVO	18
3.4.1. Relação de Biot-Gassmann	19
3.4.2. Relações empíricas $V_P - V_S$	19
3.4.3. Estimativa da <i>wavelet</i>	21
3.4.4. Sismogramas Sintéticos	22
3.5. ATRIBUTOS DE AVO	23
3.6. ANOMALIAS DE AVO	25
4. ÁREA DE ESTUDO	29
4.1. LOCALIZAÇÃO	29
4.2. EVOLUÇÃO TECTONOSEDIMENTAR	30
4.3. GRUPO MANNVILLE	33
4.3.1. Membro Colony	33
5. METODOLOGIA	35
6. DESENVOLVIMENTO E RESULTADOS	36
6.1. MODELAGEM DE AVO	36
6.1.1. Estimativa dos parâmetros para Substituição de Fluido	36

9. ANEXOS	57
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	54
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	53
6.3.2. Análise de AVO, crossplots e atributos de AVO	47
6.3.1. Marcação de Horizontes	46
6.3. ANÁLISE DE AVO	46
6.2.2. Superfamília em ângulo comum	45
6.2.1. Superfamílias	43
6.2. PROCESSAMENTO SÍSMICO	43
6.1.4. Análise de cenários e geração de sintéticos	40
6.1.3. Amarração Sísmica-Poço	38
6.1.2. Estimativa da <i>wavelet</i>	37

1. INTRODUÇÃO

Com o cenário atual da exploração de petróleo em camadas profundas do oceano, há uma grande necessidade em aperfeiçoar o uso das tecnologias na pesquisa por reservatórios de hidrocarbonetos. A caracterização de reservatórios é uma importante ferramenta no monitoramento de reservatórios e perfuração de novos poços, proporcionando um melhor entendimento das propriedades físicas da rocha em subsuperfície, diminuindo as incertezas na perfuração e otimizando a produção dos mesmos.

A sísmica continua sendo o método geofísico mais empregado na prospecção de petróleo e os contínuos avanços no uso da técnica tem se mostrado muito eficaz, particularmente na caracterização de reservatórios. No passado, a intepretação de tais reservatórios era feita somente através de dados sísmicos pós-empilhamento, enquanto que os dados pré-empilhados eram ignorados. Na década de oitenta, estudos mostraram que os dados pré-empilhados poderiam ser muito úteis na identificação direta de hidrocarbonetos.

Quando uma onda se propaga em subsuperfície, parte da energia é refletida. Essa fração de energia refletida depende do ângulo de incidência, que por vezes, pode ser utilizado para detectar alterações em propriedades elásticas laterais do reservatório e mudanças na saturação do fluido contido (Yilmaz, 1987). Essa mudança característica da amplitude do sinal sísmico com o ângulo de incidência, ou afastamento fonte-receptor, é evidente em dados pré-empilhados em famílias de CDP (*Common Depth Point –* Ponto em Comum Profundidade).

A análise de AVO (*Amplitude versus Offset* – Amplitude *versus* Afastamento) baseiase nas dependências da refletividade com o aumento do *offset*, ou ângulo de incidência para o caso de análise de AVA. O contraste da razão de Poisson e das impedâncias entre um arenito que contem hidrocarboneto e a rocha sobreposta são os fatores que determinam a resposta de AVO. Essa resposta pode se comportar de quatro formas distintas para um arenito contendo hidrocarboneto.

A área de estudo do presente trabalho é a Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá (BSOC). Esta Bacia contém uma das maiores reservas mundial de petróleo e gás natural e abastece grande parte do mercado da América do Norte. O dado sísmico e de perfilagem de poço se restringe a um local específico da região central da bacia: o reservatório de gás *Colony*, que faz parte do subgrupo Mannville.

Tendo em vista a temática abordada, esse trabalho tem como objetivo principal classificar de acordo com os pressupostos das Anomalias de AVO o reservatório de gás *Colony*. Para a classificação precisa do tipo de anomalia observada é necessário, primeiramente, estimar os parâmetros elásticos e petrofísicos fundamentais à análise. A estimativa de tais parâmetros permite que sejam feitas modelagens de AVO de diferentes cenários para fins comparativos e posteriormente a extração e visualização dos atributos de AVO. Examinando o comportamento da amplitude sísmica e verificando a posição dos atributos de AVO primários obtidos por regressão linear em um gráfico cruzado, é possível, por fim, fazer a classificação coerente quanto ao tipo de anomalia.

2. TEORIA DA ELASTICIDADE

A teoria da elasticidade se baseia no comportamento mecânico de um material em relação a uma carga ou força externa aplicada por unidade de área. A deformação que essa força ou carga exerce corresponde a uma variação relativa do volume ou comprimento, sendo portando uma razão adimensional (Romanelli, 2003). Esta teoria é corroborada pela Lei de Hooke, que considera que os corpos são perfeitamente elásticos e o esforço aplicado nesses corpos é diretamente proporcional à deformação. No contexto da propagação de ondas o aspecto mais importante é considerar o meio como perfeitamente elástico, ou seja, que os esforços aplicados retornam às condições originais.

2.1. LEI DE HOOKE

Quando um corpo é submetido a uma tensão ele sofre uma deformação linear ou volumétrica diretamente proporcional ao esforço aplicado. O que irá limitar se o material irá se deformar, podendo voltar ao seu estado original, ou se ele sofrerá deformação irreversível (deformação rúptil) é o limite elástico desse corpo.

Os módulos elásticos definem quatro tipos de situações onde um corpo pode sofrer deformação, considerando a premissa da lei de Hooke, onde o meio é considerado perfeitamente elástico e toda a deformação ,quando retirada a tensão aplicada, pode voltar ao estado original. A tabela 1 mostra a relação entre os módulos que serão descritos a seguir.

K	Ε	λ	v	μ
$\lambda + 2\mu/3$	$\mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}$	_	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	_
—	$9K\frac{K-\lambda}{3K-\lambda}$	_	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$	$3(K-\lambda)/2$
—	$\frac{9K\mu}{3K+\mu}$	$K - 2\mu/3$	$\frac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)}$	_
$\frac{E\mu}{3(3\mu-E)}$	_	$\mu \frac{E-2\mu}{(3\mu-E)}$	$E/(2\mu)-1$	_
—	_	$3K\frac{3K-E}{9K-E}$	$\frac{3K-E}{6K}$	$\frac{3KE}{9K-E}$
$\lambda \frac{1+\nu}{3\nu}$	$\lambda \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$	—	—	$\lambda \frac{1-2\nu}{2\nu}$
$\mu \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$2\mu(1+v)$	$\mu \frac{2\nu}{1-2\nu}$	_	—
—	3K(1-2v)	$3K \frac{v}{1+v}$	_	$3K\frac{1-2v}{2+2v}$
$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	—	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	—	$\frac{E}{2+2v}$

Tabela 1 - Relação entre as constantes elásticas de materias isotrópicos. Modificado de: Mavko (1998).

Módulo de Young (E)

Considere um cilindro deitado que possui comprimento l e Ade área da base (Figura 1a). Quando uma força distensiva é aplicada paralelamente ao eixo do cilindro, o esforço aplicado resultará em um incremento Δl e também e uma redução no diâmetro do mesmo.

$$E = \frac{\text{Tensão longitudinal F/A}}{\text{Deformação longitudinal }\Delta l/l}$$
(2.1)

Esse esforço acarretará uma deformação longitudinal e transversal. Essa razão entre a deformação transversal pela longitudinal é chamada de razão de Poisson (σ), que será descrita mais adiante (Kearey *et al.*, 2009).

Módulo de Compressibilidade (K)

O módulo de Compressibilidade corresponde à razão entre uma tensão hidrostática aplicada e a deformação volumétrica causada pela mesma (Figura 1b). O esforço acarretará em uma diminuição volumétrica ΔV , proporcional ao esforço aplicado (Kearey *et al.*, 2009).

$$K = \frac{\text{Tensão volumétrica P}}{\text{Deformação volumétrica }\Delta V/V}$$
(2.2)

Módulo de rigidez ou 2° Parâmetro de Lamé (μ)

O módulo de rigidez ou 2° parâmetro de *Lamé* é definido como a razão entre a tensão tangencial aplicada e a deformação resultante desse esforço (Figura 1c).

$$\mu = \frac{\text{Tensão de cisalhamento }\tau}{\text{Deformação de cisalhamento }\tan\theta}$$
(2.3)

Módulo axial (ψ)

O módulo axial é definido como a razão entre um esforço longitudinal e a deformação longitudinal, onde diferente de como ocorre no módulo de Young, não há deformação lateral (Figura 1d).

$$\psi = \frac{\text{Tensão longitudinal F/A}}{\text{Deformação longitudinal (uniaxial)}\Delta l/l}$$
(2.4)



Figura 1 - Relação entre Esforço e deformação: os módulos elásticos de (a) Young e (b) Compressibilidade; o (c) 2° Parâmetro de Lamé e (d) Axial. *Retirado de: Kearey et al. (2009).*

2.2. PROPRIEDADES ELÁSTICAS

O conhecimento das propriedades elásticas das rochas é de suma importância na exploração de hidrocarbonetos. A velocidade da onda compressional, a velocidade da onda cisalhante, a densidade e a razão de Poisson estão diretamente ligadas aos parâmetros petrofísicos como porosidade, compressibilidade da rocha, saturação de petróleo, entre outros. Essa relação possibilita a extração dessas propriedades e dos parâmetros petrofísicos diretamente dos dados sísmicos (Romanelli, 2003).

Romanelli (2003) exemplifica a forma mais simplificada da Lei de Hooke como sendo:

$$ESFORÇO = MODULO DE ELASTICIDADE \times DEFORMAÇÃO$$
(2.5)

O módulo de elasticidade, por sua vez, se relaciona com a velocidade de propagação das ondas e a densidade, da seguinte forma:

MÓDULO DE ELASTICIDADE = VELOCIDADE AO QUADRADO x DENSIDADE (2.6)

As ondas de corpo se propagam através de corpos sólidos elásticos de duas formas: na forma de onda compressional (onda P) e na forma de onda cisalhante (onda S). As ondas compressionais viajam através do meio e se propagam por deformação uniaxial (compressão e expansão). Já as ondas cisalhantes se propagam por cisalhamento puro perpendicularmente à direção de propagação da onda (Kearey *et al.*, 2009).



Figura 2 - Propagação das ondas de corpo através de um sólido elástico. *Modificado de: Hampson-Russell* (2013).

Velocidade de propagação da onda compressional (V_P)

A passagem da onda compressional por um meio elástico simples e isotrópico envolve uma deformação compressional uniaxial (Kearey *et al.*, 2009). Sendo assim, a equação da velocidade da onda P é dada por:

$$V_{\rm P} = \left[\frac{\Psi}{\rho}\right]^{1/2}, \qquad (2.7)$$

ou tomando $\psi = K + 4/3 \mu$, temos:

$$V_{\rm P} = \left[\frac{K + 4/3\,\mu}{\rho}\right]^{1/2}.$$
 (2.8)

Velocidade de propagação da onda cisalhante (V_S)

A propagação da onda cisalhante envolve cisalhamento puro. Por conseguinte, a equação da velocidade da onda S está relacionada ao módulo de rigidez da seguinte forma:

$$V_{\rm S} = \left[\frac{\mu}{\rho}\right]^{1/2}.\tag{2.9}$$

Razão de Poisson (σ)

A constante de proporcionalidade entre as deformações verticais e horizontais é definida como a razão de Poisson. A razão de Poisson relaciona duas propriedades do material sendo, portanto, um indicador litológico muito mais diagnóstico do que qualquer informação isolada das ondas de corpo (Kearey *et al.*, 2009). Essa relação pode ser descrita da forma a seguir:

$$\frac{\mathrm{V}_{\mathrm{P}}}{\mathrm{V}_{\mathrm{S}}} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \,. \tag{2.10}$$

Isolando a razão de Poisson tem-se:

$$\sigma = \frac{0.5V_{\rm P}^2 - V_{\rm S}^2}{V_{\rm P}^2 - V_{\rm S}^2}.$$
(2.11)

7

Densidade (ρ)

A densidade da rocha ρ está diretamente relacionada ao fluido contido nos poros das mesmas. Uma expressão bem simples e largamente utilizada para estimar a porosidade (quando a densidade da rocha é conhecida) ou a própria densidade (quando a porosidade da rocha é conhecida) é a expressa abaixo.

$$\rho = \phi[S_h \rho_h + (1 - S_h)\rho_a] + (1 - \phi)\rho_m , \qquad (2.12)$$

onde $S_h e \rho_h$ é a saturação e densidade do hidrocarboneto, respectivamente; $\rho_a e \rho_m$ é a densidade da água e da matriz, respectivamente.

3. TEORIA DE AVO (Amplitude Versus Offset)

Apesar do sucesso da exploração de petróleo na década de setenta através da análise tradicional de "*bright spots*", o mercado precisava de novas técnicas menos ambíguas, uma vez que as altas intensidades das reflexões sísmicas causadas pela diferença brusca de impedância acústica, nem sempre eram uma boa indicadora de hidrocarbonetos (Ostrander, 1984). Camadas de sal e carvão vegetal, que possuem a mesma polaridade sísmica de um gás, por vezes foram confundidas com reservatórios de gás através dessa análise direta (Avseth *et al.*, 2005).

As equações desenvolvidas por Zoeppritz (1919), *apud* Castagna (1993) relacionam os coeficientes de reflexão e transmissão com as propriedades da rocha (densidade, velocidade da onda P e velocidade da onda S). Essas expressões possibilitaram que Ostrander (1984), demonstrasse que os coeficientes de reflexão de um arenito contendo gás variam com o aumento do afastamento e que este comportamento anômalo pode ser um indicador direto de hidrocarbonetos, popularizando a análise AVO (*Amplitude Versus Offset*). A metodologia AVO foi introduzida para fornecer informações adicionais, de modo a prever com maior precisão as propriedades das rochas e dos fluidos.

A técnica AVO se tornou muito popular na indústria petrolífera, sendo possível investigar um evento de interesse em dados sísmicos não empilhados (Figura 3). Apesar do sucesso, algumas ambiguidades podem ser causadas pelo uso incorreto da técnica. Avseth *et al.* (2005) dividem as principais falhas no uso da metodologia em três grupos: efeitos provocados pela Terra, efeitos relacionados à aquisição e os ruídos.

Os efeitos que podem causar ambiguidades são: divergência esférica, absorção, atenuação, múltiplas, conversão de fase, efeito *tuning*, anisotropia e complexidade das estruturas em subsuperfície. Os que estão relacionados à aquisição e podem interferir em maior escala na metodologia AVO incluem a diretividade da fonte e o acoplamento fonte-receptor. Os eventos indesejados devem estar devidamente representados ou ser atenuados no processamento sísmico. Todas as etapas da sequência de processamento de dados devem preservar com precisão as variações de amplitude relacionadas à litologia e o conteúdo fluido, de modo a reconhecer a variação da amplitude com o afastamento (Yilmaz, 1987).



Figura 3 - Horizonte de interesse sendo identificado numa seção sísmica empilhada e posteriormente sendo analisada a resposta AVO da família CDP correspondente, gerando uma intepretação geológica do reservatório. *Modificado de: Avseth et al.*(2005).

As equações para extração de atributos são todas expressas em termos de ângulo de incidência, no entanto, os dados são gravados no domínio de afastamento fonte-receptor. Para transformar os dados do domínio AVO para o domínio AVA (Amplitude *Versus* Ângulo), deverá ser feito um mapeamento de amplitudes associadas a um evento de reflexão sobre um CMP (*Common Mid Point*) ou CDP (*Common Depth Point*) processado com as devidas correções NMO. É necessário também que as estimativas de velocidade correspondentes sejam precisas (Yilmaz, 1987). Dessa forma, é possível traçar um gráfico da amplitude de reflexão em função do seno do ângulo de incidência ao quadrado.

3.1. LEI DE SNELL

A energia refletida contém valiosas informações da dependência do ângulo de incidência com a refletividade. Apesar de na exploração geofísica raramente lidarmos com interfaces isoladas, para compreender a dependência da refletividade com o afastamento torna-se necessário conhecer de que forma ocorre a partição de energia em apenas uma

interface (Castagna, 1993). Como mostrado na Figura 4, quando a onda sísmica incide na interface de duas camadas planas, isotrópicas e homogêneas, a fração da energia que irá refletir e será transmitida depende do ângulo de incidência, de acordo com a Lei de Snell:

$$p = \frac{\sin(\theta_1)}{V_{p1}} = \frac{\sin(\theta_2)}{V_{p2}} = \frac{\sin(\emptyset_1)}{V_{s1}} = \frac{\sin(\emptyset_2)}{V_{s2}}, \qquad (3.1)$$

onde:

 V_{p1} = velocidade da onda P no meio 1,

 V_{p2} = velocidade da onda P no meio 2,

 V_{s1} = Velocidade da onda S no meio 1,

 V_{s2} =velocidade da onda S no meio 2,

 θ_1 = Ângulo da onda compressional incidente ,

 θ_2 = Ângulo da onda compressional transmitida ,

 $Ø_2$ = Ângulo da onda cisalhante transmitida e

p = Parâmetro do raio.



Figura 4 - Onda P incidindo em um meio elástico, homogêneo e isotrópico com suas respectivas partições de ondas transmitidas e refletidas.

3.2. EQUAÇÕES DE ZOEPPRITZ

Considerando que a Terra em subsuperfície é um meio elástico, onde há conversão de P para onda S, a variação dos coeficientes de reflexão devem considerar os parâmetros elásticos do meio. Com as equações estabelecidas por Knott (1899) e Zoeppritz (1919), *apud* Castagna (1993), pode-se estimar os valores dos coeficientes de reflexão e transmissão em função dos parâmetros elásticos e do ângulo de incidência. Entretanto, a aplicação das equações de Zoeppritz para estipular tais parâmetros ou algum derivado deles é dificultada pela necessidade de aplicar as técnicas de inversão não linear.

As equações de Zoeppritz (1919), *apud* Castagna (1993) consideram a conservação das tensões normais e tangencias a interface, ou seja, quando uma onda se propaga em subusperfície, as tensões por ela provoca ao passar de uma camada para outra é totalmente transformada em onda compressional ou cisalhante (transmitida ou refletida), obedecendo a lei de Snell. Ao inverter a forma matricial das equações de Zoeppritz, tem-se as amplitudes em função do ângulo (Castagna, 1993; Hampson-Russell, 2013):

$$\begin{bmatrix} R_{p} \\ R_{s} \\ T_{p} \\ T_{s} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\theta_{1} & -\cos\phi_{1} & \sin\theta_{2} & \cos\phi_{2} \\ \cos\theta_{1} & -\sin\phi_{1} & \cos\theta_{2} & -\sin\phi_{2} \\ \sin2\theta_{1} & \frac{V_{P1}}{V_{s1}}\cos2\phi_{1} & \frac{\rho_{2}V_{s2}^{2}V_{P1}}{\rho_{1}V_{s1}^{2}V_{P2}}\sin2\theta_{2} & \frac{\rho_{2}V_{s2}V_{P1}}{\rho_{1}V_{s1}^{2}}\cos2\phi_{2} \\ -\cos2\phi_{1} & \frac{V_{s1}}{V_{P1}}\sin2\phi_{1} & \frac{\rho_{2}V_{P2}}{\rho_{1}V_{p1}}\cos2\phi_{2} & \frac{\rho_{2}V_{s2}}{\rho_{1}V_{p1}}\sin2\phi_{2} \\ -\cos2\phi_{1} & \frac{V_{s1}}{V_{P1}}\sin2\phi_{1} & \frac{\rho_{2}V_{P2}}{\rho_{1}V_{P1}}\cos2\phi_{2} & \frac{\rho_{2}V_{s2}}{\rho_{1}V_{P1}}\sin2\phi_{2} \\ \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sin\theta_{1} \\ \cos\theta_{1} \\ \sin2\theta_{1} \\ \sin2\theta_{1} \\ \cos2\phi_{1} \end{bmatrix} , \quad (3.2)$$

onde R_P é o coeficiente de Reflexão da onda P , R_S é o coeficiente de Reflexão da onda S , T_P é o coeficiente de Transmissão da onda P e T_S é o coeficiente de Transmissão da onda S.

Limitando as equações de Zoeppritz à incidência normal ($\theta_1 = 0$), o caso se restringe à propagação de onda em um meio acústico, onde não há conversão de onda P para onda S, e a relação entre essas duas camadas com impedância acústica contrastante será dada pela seguinte matriz (Hampson-Russell, 2013):

$$\begin{bmatrix} R_{P}(0^{\circ}) \\ R_{S}(0^{\circ}) \\ T_{P}(0^{\circ}) \\ T_{S}(0^{\circ}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R_{P0} \\ R_{S0} \\ T_{P0} \\ T_{S0} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 & 1 \\ 1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} & 0 & \frac{\rho_{2}V_{S2}V_{P1}}{\rho_{1}V_{S1}^{2}} \\ -1 & 0 & \frac{\rho_{2}V_{P2}}{\rho_{1}V_{P1}} & 0 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}.$$
 (3.3)

Relacionando o coeficiente de Reflexão R_P com as impedâncias dos meios (1) e (2), $R_P = \frac{Z_{P2} - Z_{P1}}{Z_{P2} + Z_{P1}}$, tem-se a matriz (Hampson-Russell, 2013).

$$\begin{bmatrix} R_{P0} \\ R_{S0} \\ T_{P0} \\ T_{S0} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} & 0 & \frac{-\rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} \\ \frac{-\rho_2 V_{S2}}{\rho_2 V_{S2} + \rho_1 V_{S1}} & 0 & \frac{-\rho_1 V_{S1}^2}{V_{P1} (\rho_2 V_{S2} + \rho_1 V_{S1})} & 0 \\ 0 & \frac{\rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} & 0 & \frac{\rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} \\ \frac{\rho_1 V_{S1}}{\rho_2 V_{S2} + \rho_1 V_{S1}} & 0 & \frac{\rho_1 V_{S1}^2}{V_{P1} (\rho_2 V_{S2} + \rho_1 V_{S1})} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix} .$$
(3.4)

Sendo assim, os respectivos coeficientes de Reflexão e Transmissão serão dados pela seguinte forma:

$$R_{S0} = T_{S0} = 0, (3.5)$$

$$R_{P0} = \frac{\rho_2 V_{P2} - \rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}},$$
(3.6)

$$T_{P0} = \frac{2\rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} = 1 - R_{P0}.$$
(3.7)

3.3. APROXIMAÇÕES LINEARES DAS EQUAÇÕES DE ZOEPPRITZ

Dada a imensa dificuldade em extrair parâmetros das complicadas equações de Zoeppritz, alguns trabalhos foram desenvolvidos propondo a linearização das mesmas. Para o interesse exploratório, considerando que as mudanças nos parâmetros elásticos das rochas em subsuperfície são pequenas, o interesse da sísmica está na estimativa do coeficiente de reflexão da onda compressional (R_{PP}). Tais linearizações foram de suma importância para a aplicação da técnica AVO e se mostram extremamente eficientes se usadas com os parâmetros corretos.



Figura 5 - Comparação das equações de Aki e Richards de três e dois termos (ABC e AB) com a equação original de Zoeppritz para obtenção do coeficiente de reflexão da onda compressional pelo ângulo médio, para um modelo baseado em um folhelho sobreposto a um arenito contendo gás. *Modificado de: Hamspon-Russell* (2013).

Aproximação linear de Aki e Richards

A aproximação linear mais conhecida e utilizada dentre todas que foram elaboradas foi a de Aki e Richards (1980), *apud* Castagna (1993), com o objetivo de verificar as contribuições separadas da variação de densidade ($\Delta \rho$), da variação da velocidade da onda compressional (ΔV_P) e da variação da velocidadeda onda cisalhante (ΔV_S). A aproximação foi derivada da fórmula exata de Zoeppritz substituindo-se cada um dos parâmetros dos dois meios pelos valores médios e suas diferenças (Castagna, 1993).

$$R_{\rm P}(\theta) \simeq \frac{1}{2} \left(1 - 4p^2 V_{\rm S}^2\right) \left(\frac{\Delta \rho}{\rho}\right) + \frac{1}{2\cos^2(\theta)} \cdot \left(\frac{\Delta V_{\rm P}}{V_{\rm P}}\right) - 4V_{\rm S}^2 \rho^2 \left(\frac{\Delta V_{\rm S}}{V_{\rm S}}\right), \qquad (3.8)$$

onde:

$$p = \frac{\sin \theta_1}{V_{P_1}} \text{ é o parâmetro do raio definido na Equação (3.1),}$$

$$V_S = \frac{V_{S2} + V_{S1}}{2} \text{ é a média da velocidade da onda S},$$

$$\Delta V_S = V_{S2} - V_{S1},$$

$$\rho = \frac{\rho_2 + \rho_1}{2} \text{ é a média das densidades},$$

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1,$$

$$V_P = \frac{V_{P2} + V_{P1}}{2} \text{ é a média da velocidade da onda P,}$$

$$\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1} \text{ e}$$

$$\theta = \frac{\theta_1 + \theta_2}{2} \text{ é a média dos ângulos relacionados na lei de Snell.}$$

Shuey (1985) fez um novo rearranjo da equação de Aki e Richards:

$$R_{PP}(\theta) = A + Bsen^{2}\theta + C(tan^{2}\theta - sen^{2}\theta), \qquad (3.9)$$

ou para ângulos próximos à 30 graus, a equação pode ser aproximada aos dois primeiros termos:

$$R_{PP}(\theta) = A + Bsen^2\theta, \qquad (3.10)$$

onde:

$$A = R_{P0}(0^{\circ}) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] ,$$

$$B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4 \left[\frac{\Delta V_S}{V_P} \right]^2 \frac{\Delta V_S}{V_S} - 2 \left[\frac{V_S}{V_P} \right]^2 \frac{\Delta \rho}{\rho} e$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} .$$

Aproximação linear de Shuey

Baseado nas vantagens da utilização da razão de Poisson (σ), Koefoed (1955), *apud* Castagna (1993) foi o primeiro a colocar em prática a possibilidade de usar a análise AVO como um indicador da variação V_p/V_S e estabeleceu cinco regras para ângulos de incidência moderados.

Com o intuito de utilizar a Equação (3.8) de Aki e Richards na inversão de amplitude de reflexão para inferir os parâmetros elásticos e com base nas observações feita por Koefoed (1955), *apud* Castagna (1993), Shuey (1995) modificou-a em três intervalos de incidência, relacionando-a com a razão de Poisson.

A vantagem desta formulação está na capacidade de descrever a relação das propriedades elásticas com as diferentes faixas de ângulo em cada termo. Onde o primeiro termo corresponde a incidências perpendiculares à interface ($\theta \cong 0^{\circ}$), o segundo termo aos ângulos intermediários ($0^{\circ} > \theta > 30^{\circ}$)e o terceiro termo descrevendo aproximações para o ângulo crítico ($\theta \cong 90^{\circ}$).

$$R_{P}(\theta) \cong R_{P0} + \left(A_{0}R_{P0} + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^{2}}\right) \cdot \operatorname{sen}^{2}(\theta_{1}) + \frac{1}{2}\frac{\Delta V_{P}}{V_{P}} \cdot \left(\tan^{2}(\theta_{1}) - \operatorname{sen}^{2}(\theta_{1})\right), \quad (3.11)$$

onde:

$$\begin{split} A &= R_{P0} ,\\ A_0 &= B_0 - 2(1 + B_0) \left(\frac{1 - 2\sigma}{1 - \sigma}\right),\\ B_0 &= \frac{\frac{\Delta V_P}{V_P}}{\frac{\Delta V_P + \Delta \rho}{V_P + \rho}},\\ \Delta \sigma &= \sigma_2 - \sigma_1 e\\ \sigma &= \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} \text{ é a média da razão de Poisson } \sigma_1 e \sigma_2 \text{ dos meios } (1) e (2) \text{ da Figura 4.} \end{split}$$

Para as profundidades de interesse na exploração de hidrocarbonetos, a aquisição sísmica é feita para ângulos restritos a 30°. Deste modo, a formulação feita por Shuey (1995) é muito útil na extração de atributos AVO. Para limitar a Equação (3.11) a ângulos entre 0 e 30 graus, omitimos o ultimo termo:

$$R_{\rm P}(\theta) \cong R_{\rm P0} + \left(A_0 R_{\rm P0} + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2}\right) \operatorname{sen}^2(\theta_1).$$
(3.12)

Tomando que A = R_{P0} e B = A₀R_{P0} + $\frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2}$ relacionamos a equação de refletividade com os conhecidos Intercepto (A), Gradiente (B):

$$R_{\rm P} = A + B {\rm sen}^2(\theta) \,. \tag{3.13}$$

16

Castagna e Swan (1997) ressaltam que o Intercepto é o coeficiente de incidência de reflexão normal e o Gradiente representa a dependência da refletividade com o *offset*. Esses atributos são frequentemente obtidos por regressão linear, representados em um gráfico AxB.

3.3.1. Conversão de Offset para Ângulo

Como visto anteriormente, tanto as equações de Zoeppritz quanto as suas linearizações são dependentes do ângulo de incidência que o raio sísmico atinge o horizonte de interesse (Hampson-Russell Software Services Ltd., 2004). Entretanto, os eventos sísmicos são registrados em função do afastamento fonte-receptor (*offset*). Há uma semelhança entre os *offsets* e os ângulos, porém sua relação é não linear. A análise da amplitude em função do ângulo, como referido anteriormente, é chamada de análise de AVA (Amplitude *Versus* Ângulo).

Para relacionar *offset* (X) com o ângulo de incidência (θ) seria necessário uma análise completa do traçado do raio (*ray tracing*). No entanto, uma boa aproximação é feita considerando raios retos (Hampson-Russell Software Services Ltd., 2004).

$$\tan(\theta) = \frac{X}{2Z}, \qquad (3.14)$$

onde θ é o ângulo de incidência, X é o *offset* e Z é a profundidade.

Conhecida a velocidade da camada de interesse, é possível reescrever a equação acima da seguinte forma:

$$Z = \frac{Vt_0}{2}, \qquad (3.15)$$

onde V é a velocidade (RMS ou média) e t_0 é o tempo total de trânsito para zero offset.

Substituindo a equação (3.15) na equação (3.14) tem-se:

$$\tan(\theta) = \frac{X}{Vt_0}.$$
(3.16)

A aproximação acima assume uma única interface, como ocorre no tópico 3.1. Para múltiplas camadas, utiliza-se o parâmetro do raio definido na equação 3.1. O tempo de trânsito total (t) é dado por:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{X^2}{V_{RMS}^2}.$$
 (3.17)

O parâmetro do raio pode também ser descrito da seguinte forma:

$$\frac{\mathrm{dt}}{\mathrm{dx}} = \mathrm{p} \,. \tag{3.18}$$

Substituindo a equação 3.18 na equação 3.17, tem-se:

$$p = \frac{X}{tV_{RMS}^2} . (3.19)$$

Por fim, substituindo a equação 3.19 na equação 3.1 pode-se relacionar o ângulo de incidência ao *offset*, para o caso de múltiplas camadas.

$$\sin(\theta) = \frac{XV_i}{tV_{RMS}^2},$$
(3.20)

onde V_i é a velocidade da camada correspondente (i = 1,2,3..).

3.4. MODELAGEM DE AVO

A modelagem AVO é uma importante técnica de viabilidade aplicada geralmente no início de uma Análise AVO, sendo possível determinar de que forma as mudanças na densidade, velocidade, litologia, porosidade, fluido contido nas rochas e sua espessura afetam a resposta sísmica. Os registros petrofísicos possuem maior frequência e, consequentemente, uma melhor resolução em comparação aos dados sísmicos, que perdem resolução vertical e horizontal na propagação das ondas em subsuperfície. A modelagem é amplamente aplicada em projetos de aquisição, processamento e interpretação de dados *pre-stack* para reduzir os riscos envolvidos em modelos de exploração de hidrocarbonetos e aprimoramento da caracterização de reservatórios (Yenwongfai, 2011).

Para aplicação da técnica é necessário que todos os parâmetros elásticos sejam conhecidos. Entretanto, o perfil de velocidade da onda cisalhante (V_s) geralmente não é comum em dados de poço antigos. Em vista disso, Castagna *et al.* (1985) e Greenberg e Castagna (1992) mensuraram relações empíricas para extrair a V_s a partir da velocidade da

onda compressional (V_P). Feito isso, a modelagem para substituição de fluidos pode ser feita para geração dos respectivos sismogramas sintéticos através das equações de Zoeppritz.

3.4.1. Relação de Biot-Gassmann

Um dos maiores problemas encontrados na propagação em meios porosos, é usar a velocidade sísmica de rochas com um fluido para estimar a velocidade sísmica para rochas com dois fluidos contidos.

A equação de Biot-Gassmann é comumente usada na substituição de fluido para estimar mudanças nas propriedades elásticas do meio poroso causada por mudanças no fluido contido. Mavko *et al.* (1998) com intuito de tornar o entendimento da equação, rearranjou-a da seguinte forma:

$$\frac{K_{sat}}{K_0 - K_{sat}} = \frac{K_{RS}}{K_0 - K_{RS}} + \frac{K_{fl}}{\phi(K_0 - K_{fl})},$$
(3.21)

onde K_{sat} é o módulo de compressibilidade da rocha com o fluido, K_0 é o módulo de compressibilidade do mineral que compõe a rocha, K_{RS} é módulo de compressibilidade da rocha seca, K_{fl} é o módulo de compressibilidade do fluido contido nos poros e \emptyset é a porosidade do meio.

Algumas suposições devem ser assumidas para a equação de Biot-Gassmann. Dentre elas, Mavko *et al.* (1998) destacaram as principais como sendo: o $\mu_{Sat} = \mu_{RS}$, pois o sistema considera que todos os poros são interligados e portanto, o fluido não oferece resistência à deformação de cisalhamento; A equação é valida para baixas frequências, devido aos efeitos de dispersão associados com as altas frequências. (Yenwongfai, 2011) ainda destaca a limitação na relação de Biot-Gasmmann em relação às sequências argilosas devido à presença de água eletrostaticamente ligada, em sistemas de poros não conectados.

3.4.2. Relações empíricas V_P – V_S

De acordo com Mavko *et al.* (1998), existem diversas relações empíricas $V_P - V_S$ publicadas cuja a função se resume a dois aspectos:

- Estabelecer relações empíricas entre V_P, V_S e Ø, para um fluido contido nos poros de referência, que na maioria das vezes é seco ou saturado em água;
- Usar as relações de Biot-Gassmann para mapear relações empíricas com outros fluidos contidos nos poros;

Ainda que as velocidades das ondas P e S sejam estimadas através de alguns modelos com base na geometria de poros idealizados, as formas mais eficazes de estimar a relação $V_P - V_S$ e as mais frequentemente usadas são os ajustes empíricos para dados laboratoriais ou de registro. A função mais útil de métodos teóricos é tornar mais abrangente essas relações para diferentes fluidos contido nos poros.

Castagna (1985) inicialmente estabeleceu a relação empírica entre V_P e V_S para *mudrocks* (siltitos, argilitos e arenitos saturados em água) baseado em um dado de poço medido (Figura 9).

$$V_{\rm S} = 0.862 V_{\rm P} - 1.172 \, (\rm km/s) \,.$$
 (3.22)



Figura 6 - Relação Vp/Vs para mudrocks de um perfil sônico medido. Modificado de: Castagna (1985).

Mais tarde, Greenberg e Castagna (1992) estenderam a famosa *mudrock line* para diferentes litologias saturadas em salmouras:

Arenito:
$$V_{\rm S} = 0.804 V_{\rm P} - 0.856 \, (\rm km/s),$$
 (3.23)

Calcário:
$$V_S = -0.055V_P^2 + 1.017V_P - 1.031 (km/s)$$
, (3.24)

Dolomita: $V_S = 0.583V_P - 0.078 (km/s) e$ (3.25)

Folhelho:
$$V_{\rm S} = 0.770 V_{\rm P} - 0.867 \, (\rm km/s)$$
. (3.26)

As equações listadas acima são para rochas totalmente saturadas em salmoura. Para estimar a velocidade da onda S de uma Vp medida de rochas saturadas em diferentes fluidos (óleo, salmoura, gás ou uma combinação deles), Greenberg e Castagna (1992) criaram uma forma interativa usando a relação de Biot-Gassmann:

- 1) Estimar a velocidade da onda compressional para uma rocha saturada com salmoura.
- 2) Computar a velocidade da onda cisalhante pela regressão empírica.
- 3) Fazer a substituição de fluidos com os valores dos passos 1 e 2 para calcular a velocidade da onda compressional para o caso de saturação de água menor que 1. Para isso é necessário estimar os módulos e a densidade de cada componente.
- Fazer pequenas modificações na velocidade da onda P do passo 1, baseado no erro entre a V_P medida e a V_P computada.
- Dar continuidade a iteração até a V_P da rocha saturada com salmoura estiver de acordo.

3.4.3. Estimativa da wavelet

Com a finalidade de gerar diferentes cenários de fluidos contidos no reservatório através da substituição de fluidos e obter respostas sintéticas das hipóteses propostas, uma boa estimativa da *wavelet* deve ser feita para convolve-la com a série de refletividade gerada.

Os métodos de estimativa da *wavelet* podem ser divididos em basicamente dois tipos: os métodos que utilizam dados de poços e os métodos estatísticos. O primeiro pode dar uma boa estimativa dos espectros de amplitude e de fase. Entretanto, a amarração sísmica-poço deve ser altamente precisa. O segundo método estima a o espectro de amplitude a partir dos dados sísmicos e deve ser feito uma suposição sobre a fase. Geralmente é assumida fase zero para a estimativa através dos dados sísmicos (Hampson-Russell, 2013).

3.4.4. Sismogramas Sintéticos

A refletividade é uma relação entre camadas com impedâncias acústicas contrastantes, que está diretamente relacionada com a densidade e a velocidade das ondas de corpo. Para gerar os coeficientes de reflexão, torna-se então necessário os perfis de densidade e velocidades. No entanto, os coeficientes de reflexão estão em função da profundidade, sendo necessária uma conversão para tempo. Essa conversão pode ser feita escolhendo um tempo de amostragem, transformando os perfis de velocidade, que estão função da profundidade, para perfis em função do tempo de trânsito. Um traço sísmico pode ser modelado matematicamente convolvendo a série de coeficientes de reflexão da Terra com uma *wavelet* (Figura 7) estimada através das diferentes formas descritas no tópico anterior. Na equação podem ainda ser adicionados ruídos de diferentes origens.

$$s(t) = w(t) * r(t)$$
, (3.27)

onde:

s(t) = traço sísmico sintético,

w(t) = wavelet e

r(t) = refletividade.



Figura 7 - Modelo convolucional. Modificado de: Hampson-Russell (2013).

3.5. ATRIBUTOS DE AVO

A análise de atributos sísmicos pode muitas vezes revelar características sutis, evidenciando discretas anomalias de AVO. Há uma grande quantidade de atributos de AVO que podem ser extraídos por diversos métodos (Tabela 2). Dentre os extraídos por regressão linear, todos são originados do Intercepto e do Gradiente das equações aproximadas.

×	Atributos de AVO	Métodos para Obtenção	Dados Requeridos
Castagna	A - Intercepto; B - Gradiente; A-B; A*B; A+B	Regressão Linear	Sísmica
Verm&Hilterman	NI; PR	Inversão	Sísmica
Smith&Gidlow	Fator de Fluido; Pseudo-razão de Poisson	Inversão	Sísmica
Goodway	Lambda-rho; Mu-rho; Pl	Inversão	Sísmica, Poço, (Vs)
Connolly	Vp; Vs; Rs; Rp; Ip; Is; El	Inversão	Sísmica, Poço, (Vs)

Tabela 2 - Métodos de obtenção de diversos atributos AVO, originados dos atributos A e B. *Retirado de: Pintas* (2011).

AVO Produto: A×B

Para o caso do clássico *Bright Spot*, que o par Intercepto e Gradiente têm o mesmo sinal para o Topo do reservatório e para a Base do reservatório, (Figura 8) a geração do atributo produto resultará em uma resposta positiva para o Top e a Base (Hampson-Russell, 2013).

Topo do reservatório: $(-A)\times(-B) = +AB$ Base do reservatório: $(+A)\times(+B) = +AB$



Figura 8 - Comportamento da amplitude de uma anomalia AVO do tipo III. *Modificado de: Hampson-Russell* (2013).

AVO Soma: A+B

A combinação dos atributos a seguir é derivada da equação de dois termos de Shuey (3.12) e é proporcional à mudança na razão de Poisson; assumindo que a razão de Poisson é σ =1/3 (arenito saturado em água) (Hampson-Russell, 2013).

$$A + B = 2.25\Delta\sigma$$
. (3.28)

AVO Diferença: A-B

Utilizando a equação de três termos Aki e Richard (3.8), Wiggins *et al.* (1984) para inferir a refletividade da onda S mostraram que para ângulos de incidência pequenos a razão $V_P/V_S = 0.5$. A diferença A-B, como mostrado abaixo, é proporcional a refletividade da onda cisalhante.

$$R_{s} = \frac{1}{2}(A - B).$$
 (3.29)
3.6. ANOMALIAS DE AVO

Rutherford e Williams (1989) baseados na resposta AVO dividiram três classes de anomalias fundamentadas na refletividade de arenitos reservatórios de gás. A variação AVO decorrente de diferentes contrastes de impedância foi analisada com o coeficiente de reflexão da onda P (R_P) das equações de Zoeppritz, permitindo a distinção entre as classes (Figura 9). Posteriormente, Castagna e Swan (1997) adicionaram uma nova categoria (Classe IV) através da equação de dois termos de Shuey (1995), considerando que as três classes propostas anteriormente por Rutherford e Williams (1989) são incompletas.

Anomalia de classe I

Este tipo de anomalia ocorre quando o coeficiente de reflexão de incidência normal é fortemente positivo, mostrando uma diminuição da amplitude com o *offset* e possível mudança de polaridade para *offsets* maiores. Segundo Yenwongfai (2011) Este tipo de comportamento é comum para as areias maduras altamente compactadas em ambientes *onshore*.

Anomalia de classe II

A anomalia de classe II ocorre quando o coeficiente de reflexão de incidência normal é pequeno e podem acontecer mudanças de polaridade para o*ffsets* próximos ou moderados (Castagna *et al.*, 1998). Este tipo de anomalia ainda é subdivida por alguns autores em anomalia do tipo II e IIp. Na primeira o $R_P(0^\circ)$ é levemente positivo, ocorrendo inversão de polaridade com o deslocamento e na segunda o $R_P(0^\circ)$ é levemente negativo, se tornando mais negativo com o afastamento. Essas areias geralmente mostram níveis intermediários de compactação mecânica e química e são comuns em *offshore* e *onshore* (Yenwongfai, 2011).

Anomalia de classe III

Os clássicos *bright spots* equivalem a anomalia do tipo III. Este tipo de anomalia é assim denominado por possuir grande refletividade para todos os *offsets*. O coeficiente de reflexão de incidência normal é negativo, se tornando mais negativo com o afastamento fonte-receptor. Esse tipo de areia é comum em ambiente marinho (Yenwongfai, 2011).

Anomalia de classe IV

A anomalia de Classe IV proposta por Castagna e Swan (1997) é uma subdivisão da Classe III (baixa impedância). A classe IV está relacionada à presença de gás com velocidade inferior à rocha sobreposta, onde a amplitude diminuirá com o afastamento. O coeficiente à incidência normal é negativo, porém o AVO gradiente tem um comportamento anômalo, sendo positivo. Areias dessa classe são comuns em ambiente marinho (Yenwongfai, 2011).



Figura 9 - Relação da refletividade com o ângulo de incidência em reservatórios de diferentes classes. Modificado de :Castagna et. al. (1998); Roden et al. (2014).

Castagna (1993) inseriu o uso do *crossplot* do Intercepto (A) com o Gradiente (B), facilitando ainda mais a análise AVO, sendo largamente utilizado para interpretar anomalias de amplitude e inferir o tipo de fluido encontrado nos poros da rocha. O *crossplot* dos atributos A e B de rochas clásticas que não contenham hidrocarbonetos possui uma tendência geral (*background trend*) bem definida (Castagna *et al.*, 1998). Desvios dessa tendência são indicadores de hidrocarbonetos ou litologias incomuns. Como pode ser observada na Figura 10, a tendência geral é diretamente influenciada pela relação V_p/V_S. A correlação entre o

Intercepto e o Gradiente geralmente é negativa, se tornando mais positiva quando a taxa V_p/V_S aumenta.



Figura 10 - Variação da tendência Geral de acordo com relação Vp/Vs . Modificado de: Castagna et. al. (1998).

Castagna e Swan (1997) introduziram a classificação de anomalia de AVO baseado na posição da reflexão de interesse sobre um *crossplot* AxB. Para isto, primeiramente a tendência geral deve ser definida; em seguida, o topo das reflexões do arenito-reservatório deve ser traçado abaixo da tendência geral e a base deste, acima da tendência geral. Feito esses procedimentos, pode-se classificar a resposta AVO de acordo com a posição no plano AxB. A Tabela 3 simplifica a classificação dessas anomalias de acordo com a posição que se dispõem na Figura 11, relacionando o comportamento da magnitude com o *offset*.

Classe	Impedância relativa	Quadrante	A	B	Amplitude vs. <i>Offset</i> (magnitude)
Ι	Maior que a unidade sobrejacente	IV	+	-	decresce
Π	Similar à unidade sobrejacente	III ou IV	±	-	cresce ou decresce
ш	Menor que a unidade sobrejacente	III	-	+	cresce
IV	Menor que a unidade sobrejacente	II	-	+	decresce

 Tabela 3 - Resumo do comportamento AVO para diferentes contrastes de impedância. Modificado de: Castagna e Swan (1997).



Figura 11 - Proposta de classificação de Castagna e Swan (1997), baseada na posição da reflexão no crossplot (AXB). Modificado: Castagna e Swan (1997).

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. LOCALIZAÇÃO

A Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá ocupa uma área de aproximadamente 1,4 milhões de km² da região oeste do Canadá, se estendendo aos estados de Alberta, sul de Saskatchewan, sudoeste de Manitoba, noroeste da Colúmbia Britânica e a pequena parte dos territórios do Noroeste.

De acordo com Mossop e Shetsen (1994), a BSOC consiste de uma espessa cunha sedimentar com depocentro máximo de 6000 metros, delimitada pelo Alto de Tathlina no norte, a fronteira entre Canadá e EUA no sul, o Escudo Canadense no leste e as Montanhas Rochosas no oeste (Figura 32).



Figura 12 - Mapa de localização e do arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá. AT= Alto de Tathlina, ZCGLE = Zona de Cisalhamento do Grande Lago do Escravo, ARP = Arco do Rio da Paz, GS = Arco Sweet Grass, BW = Bacia de Williston, BA = Bacia de Alberta, BL = Bacia de Liard. O embasamento précambriano é subdividido em cinco unidades que variam de 1.8 Ga até 2,8 Ga. Estas unidades correspondem às Províncias e o OrógenoTrans-Hudson. *Modificado de: Xiao e Unsworth (2006)*.

4.2. EVOLUÇÃO TECTONOSEDIMENTAR

O embasamento cristalino da Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá é uma extensão do Escudo Canadense Pré-Cambriano, formado por um complexo de rochas metamórficas e ígneas (Burwash *et al.*, 1994). Gnaisses de quartzo-feldspato, granitos, granulitos e rochas supracrustais como os xistos e as metavulcânicas são as principais rochas que compõem o embasamento. Burwash *et al.* (1994) se baseiam em duas hipóteses para explicar a origem das rochas do embasamento. A primeira sugere que estas se formaram durante as orogenias Kenoran e Hudsonian ou que são rochas arqueanas ou proterozóicas inferior metamorfizadas durante a orogenia Hudsonian. A segunda se apoia a dados isotópicos, que indicam que toda a Bacia é sustentada por crosta continental, discriminada do manto durante o Arqueano.

A sucessão Proterozóico a Cambriano inferior geralmente não é citada por diversos autores, porém esta representa a primeira porção de sedimentos da Bacia, que estão expostas na Cordilheira Canadense. Segundo Hein e McMechan (1994), estratos clásticos são predominantes nesse segmento e separados por discordâncias em três grupos: Proterozóico Médio (~ 1,5-1,2 Ga), Proterozóico Superior (~ 0,78-0,54 Ga) e Cambriano Inferior (0,54-0,53 Ga). Esses estratos foram depositados durante uma sucessão de eventos extensionais no início da história da margem ocidental do Cráton da América do Norte e da BSOC.

Dois grandes eventos após a deposição da sucessão Proterozóica/Cambriana marcam a história geológica da Bacia e a dividem em duas unidades sedimentares bem distintas relativas a cada fase. Segundo Mossop e Shetsen (1994), na primeira fase, em geral, rochas carbonáticas foram depositadas do Paleozóico ao Jurássico no interior do continente, ao lado da antiga margem passiva da América do Norte. Na segunda fase, rochas clásticas foram depositadas do Paleoceno, num regime compressivo responsável pela orogenia da Cordilheira Canadense.

Kent (1994) infere a formação da margem passiva Paleozóica no lado ocidental do protocontinente norte americano como um dos dois episódios principais para o crescimento da Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá. Este protocontinente foi isolado pelo rifteamento multifases do supercontinente Proterozóico, criando as margens continentais leste e oeste no período entre 730 e 555 Ma.

Na história evolutiva da plataforma cratônica prevalece um ciclo de regressão e transgressão marinha. Precedente ao evento responsável pela criação da margem passiva proto-ocêanica, uma inundação no Cambriano inferior foi responsável pela deposição de

siliciclásticos. Seguido de uma regressão e uma transgressão marinha, a bacia intracratônica entrou em uma longa fase de sedimentação predominantemente carbonática durante o Ordoviciano tardio e Siluriano (Kent, 1994). A espessura dessas camadas e a presença de derrames basálticos em vários níveis estratigráficos reafirmam o ambiente sedimentar intracratônico gerado por rifteamento parcial precoce (Winston *et al.*, 1984, *apud* Kent, 1994). Na terceira inundação no Devoniano, o mar avançou na enseada depositando carbonatos e evaporitos por cima de folhelhos. A última fase da evolução da plataforma cratônica no final do Carbonífero-Perminiano e Triássico foi marcada por uma sedimentação marinha novamente restrita à margem passiva, enquanto a plataforma sofreu erosão e sedimentação continental (Kent, 1994).

O segundo grande episódio responsável pela arquitetura da BSOC foi a deriva da América do Norte para o oeste, durante a abertura do oceano Atlântico no Jurássico médio. A margem ocidental foi submetida a, pelo menos, dois grandes eventos colisionais que resultaram no amalgamento de rochas depositadas na margem continental e terrenos oceânicos (Figura 13). Esses eventos geraram as Montanhas Rochosas Canadenses e as Montanhas Rochosas *Foothills*, produzindo ainda um espessamento da crosta.



Figura 13 - Estágio de evolução das Montanhas Rochosas e Cinturões de Dobramentos no oeste da América do Norte durante a abertura do oceano Atlântico. *Modificado de: Price (1994)*.

A colisão dos terrenos acrescidos com o Cráton norte-americano provocou o descolamento basal das rochas supracrustrais e consequentemente, a subsidência da bacia de Antepaís. O soerguimento e erosão associada forneceram grande parte dos sedimentos da bacia.

A sedimentação da bacia de Antepaís ocorreu num ciclo de transgressão e regressão que se iniciou no Jurássico médio. A sedimentação clástica (folhelhos e arenitos) está basicamente ligada aos diferentes ambientes de deposição, os padrões de recuo e avanço costeiro, a tectônica, os padrões de dispersão de sedimentos e aos efeitos das flutuações do nível do mar no sistema (Smith, 1994).

A sucessão sedimentar da bacia de Antepaís é dividida em unidades reconstruídas paleogeograficamente apresentada nos Anexos A, B, C e D. O mapeamento dos arenitos e eventualmente dos ambientes de deposição é representado por Smith (1994) através dos picos de regressão e transgressão marinha. Dentre as diversas unidades estratigráficas dessa porção da Bacia, se encontra a formação *Colony*, um importante reservatório clástico que será caracterizado no presente trabalho. Esta formação pertencente ao grupo Mannville, que será detalhado a seguir.

4.3. GRUPO MANNVILLE

O grupo Mannville e seus estratos equivalentes na Bacia compreendem as rochas mais antigas do Cretáceo, depositadas ao longo de uma superfície discordante que trunca sedimentos mais antigos (Figura 14). Enormes sistemas de vales que cortam a superfície de discordância influenciam a sedimentação de todo o grupo. Este grupo representa um importante episódio de subsidência e sedimentação após um longo período de soerguimento, exposição e erosão de estratos mais antigos, cuja espessura varia de 40 m nas áreas de planície a 700 m nas Montanhas Rochosas *Foothills* (Hayes *et al.*, 1994).

A acreção de sedimentos de terrenos alóctones na Cordilheira Ocidental comprimiu depósitos clásticos de margem passiva mais antigos, empurrando-os para a margem continental. A deposição do grupo Mannville se iniciou quando esses sedimentos foram introduzidos na Bacia de Antepaís e quando ocorreu um aumento do nível de base antes da transgressão precoce do Mar Boreal no Albiano (Hayes *et al.*, 1994).



Figura 14 - Tabela de formações do grupo Mannville. Modificado de: AER (2009).

Esta seção é responsável por mais de 10% das reservas de petróleo convencional de toda a Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá, por mais de 25% das reservas de gás natural e ainda por praticamente todos os melhores betumes dos reservatórios clásticos (Mossop e Shetsen, 1994).

Nauss (1945) define a estratigrafia do grupo Mannville como folhelhos e arenitos continentais, cobertos por um membro fino de calcário não marinho. Na porção centro-sul de Alberta, essa sucessão ainda é coberta por folhelhos marinhos, arenitos glauconíticos e arenitos continentais. No centro-leste e nordeste de Alberta a sequência é recoberta por sequências não marinhas.

4.3.1. Membro *Colony*

O Membro *Colony* é o arenito pertencente ao topo do Grupo Mannville localizado inteiramente no centro-leste de Saskatchewan e centro-leste de Alberta. No geral, o Membro é formado por areias de grãos médios a finos, limpo, friável; glauconítico na parte superior e argiloso na parte inferior (Wickenden, 1948). Em uma profundidade de 550 metros, a

formação *Colony* possui uma espessura média de 3 metros de arenito transgressivo intercalado com folhelhos. Mais tarde, em 1976, foram encontrados aproximadamente 30 metros de canais de areia nessa formação.

A deposição transgressiva pode ter ocorrido nos estágios finais da deposição dos canais, durante vários pulsos marinhos transgressivos menores, antes da grande transgressão no Cretáceo. Esta sucessão pode ainda representar depósitos de planície de inundação. Esse primeiro tipo de depósito possui porosidade de 25% (Focht e Baker, 1985).

Segundo Putman e Oliver (1980) a deposição das areias em canais ocorreu em um complexo sistema fluvial anastomosado associado possivelmente a deltas progradantes na fase inicial. Estes arenitos ainda estão encaixados em siltitos, folhelhos e carvões vegetais. A porosidade desses arenitos é de cerca de 30%. A permeabilidade de qualquer arenito produtivo do Membro varia entre 100 mD a mais de 1D (Focht e Baker, 1985).

5. METODOLOGIA

O presente trabalho tem como objetivo principal classificar o reservatório Colony de acordo com uma das anomalias de AVO. Para isso, um fluxo de trabalho foi seguido, comparando alguns cenários e extraindo o máximo de informação possível para assegurar que a classificação tenha sido feita de forma correta.

. Os dados utilizados nesse projeto são um poço e uma linha sísmica *pre-stack* pertencentes aos dados de treinamento do *software* Hampson-Russell para análise de AVO. O dado de poço dispõe dos perfis de densidade (RHOB), velocidade de onda compressional (V_P), Potencial Espontâneo (SP), Raio Gama (GR) e Resistividade e da interpretação do Topo de da Base do reservatório. Entretanto, para o desenvolvimento do trabalho foram utilizados somente os perfis de RHOB e V_P baseados na intepretação do reservatório. O reservatório possui 8 metros de espessura.

No software Hampson-Russell existem alguns fluxogramas que são empregados à metodologia AVO. O fluxograma compreende a estimava de alguns dados necessários para aplicar a técnica, a criação de dados sintéticos para comparação e a extração de atributos para classificação da anomalia. O fluxograma abaixo apresenta os passos seguidos nesse trabalho, adaptado dos *workflows* propostos pelo *software*.



Figura 15 - Fluxo adotado.

6. DESENVOLVIMENTO E RESULTADOS

Os procedimentos iniciais para seguir o fluxo adotado foi o carregamento dos dados em um novo projeto no software Hampson-Russell. Os dados de poço e a sísmica se encontram no formato.*las* e *.segy*, respectivamente. Foi disponibilizado também a interpretação do Topo e da Base da zona de hidrocarboneto dos perfis de poço, dispostos no formato *.las*. Outra informação importante disponibilizada pelo material de treinamento foi a saturação de fluido no reservatório. Essa informação diz que o reservatório possui 50% de saturação em água e 50% de saturação em gás.

O dado sísmico agrupado em famílias CDP tem as seguintes características:

CDPs	260-390
Distância entre a fonte e o primeiro receptor (Offset mínimo)	20 m
Distância entre a fonte e o último receptor (Offset máximo)	680 m
Número de amostras por traço	250
Taxa de amostragem	2 ms
Tempo mínimo	300 ms
Tempo máximo	798 ms

Tabela 4 - Parâmetros do dado Pre-stack.

6.1. MODELAGEM DE AVO

6.1.1. Estimativa dos parâmetros para Substituição de Fluido

Conforme abordado nos tópicos 2 e 3, alguns parâmetros elásticos são de extrema importância para a metodologia AVO, pela relação que eles tem com os parâmetros petrofísicos.

A velocidade da onda cisalhante pode ser computada a partir da velocidade da onda compressional de diversas maneiras. Nesse trabalho foram utilizadas duas formas, uma para o interior do reservatório e outra para a parte externa. Para a parte externa do reservatório foi utilizada a equação empírica de Castagna *mudrock* (5.19) aplicável somente a siltitos, argilitos

e arenitos saturados em água. Em contrapartida, o método interativo proposto por Greenberg e Castagna (1992) é mais preciso para estimar a velocidade da onda S dentro do reservatório.

Assumindo que o reservatório é um arenito 100% quartzoso, a equação empírica utilizada no método interativo foi a equação 3.23. Com base na Vp e Vs foi gerado também o perfil de razão de Poisson, através da equação 2.11. A figura 16 mostra os perfis medidos na perfilagem e os perfis estimados nessa etapa.



Figura 16 - Perfis estimados (Vs e Razão de Poisson) e perfis medidos obtidos durante a perfilagem de poço (Vp e densidade) que serão utilizados no projeto.

Através do perfil de densidade (ρ_m) foi estimada a porosidade média (ϕ) no intervalo do reservatório através da equação 2.12. O valor da densidade da matriz adotado para tal cálculo foi a padrão para arenitos puros, igual a 2,65 g/cm³. A partir disso, o valor médio calculado para porosidade foi de 23,63%.

6.1.2. Estimativa da wavelet

Com o método de estimativa da *wavelet* através dos perfis de poço, uma maior precisão do sinal pode ser mensurada. Contudo, essa técnica é mais aplicada na inversão de

dados sísmicos ou quando o projeto dispõe de uma quantidade maior de poços. Para a criação de sismogramas sintéticos nesse estudo, o uso da técnica de estimativa estatística é satisfatório.

A forma padronizada do software analisa todo o volume do dado sísmico para a estimativa da *wavelet*. Essa análise geralmente não é apropriada, tendo em vista que a precisão maior dos dados deve ser na zona de interesse. Por isso, a extração da *wavelet* a partir do dado sísmico foi limitada ao intervalo entre 500 e 798 milissegundos. A figura 17 mostra a *wavelet* extraída no domínio do tempo e no domínio da amplitude e do espectro de fase.



Figura 17 - Wavelet estimada através do dado sísmico no intervalo do reservatório.

6.1.3. Amarração Sísmica-Poço

Apesar da possibilidade de extração das velocidades de propagação da onda tanto de dados sísmico quanto do dado de poço, os dados de poço são medidos em profundidade e a resposta sísmica é dada em tempo. O Hampson-Russell oferece a criação da relação tempo-profundidade (TDR - *time-depth relationship*) através de um perfil sônico ou/e *checkshot*.

Essa TDR já estava disponibilizada no projeto e foi criada através de um perfil sônico para a conversão tempo-profundidade.

O processo de amarração consiste em examinar a conversão de profundidade para tempo e correlacionar os eventos da sísmica e do poço. Nesse trabalho, a correlação é feita através de dois sintéticos gerados através da sísmica e do poço. O sintético gerado através do poço é resultado da convolução entre a série de refletividade gerada por intermédio dos perfis de velocidade e densidade e a *wavelet* estimada nessa pesquisa. O sintético derivado da sísmica foi criado por uma média dos traços sísmicos que se encontram próximo ao local onde está o poço.

Os sismogramas sintéticos azul e vermelho da figura 18 são derivados do poço e da sísmica, respectivamente. Pela janela de correlação cruzada é notório o deslocamento de 50 ms entre os eventos da sísmica e do poço.



Figura 18 - Sismogramas sintéticos relativos ao poço (azul) e a sísmica (vermelho) e janela de correlação cruzada dos eventos antes da amarração.

Para obter uma melhor amarração com base no evento de interesse, o tempo inicial para ajuste do deslocamento entre os eventos da sísmica e do poço foi trocado de 300 ms para 500 ms. Como resultado, a correlação máxima entre os eventos foi de 61% e o deslocamento de 50 ms foi ajustado (Figura 19). A correção entre os eventos mostrou-se satisfatória e a partir disso, foi calculado um novo perfil de velocidade da onda P com a correlação tempo-profundidade corrigida.



Figura 19 - Sismogramas sintéticos relativos ao poço (azul) e a sísmica (vermelho) e janela de correlação cruzada dos eventos após a amarração.

6.1.4. Análise de cenários e geração de sintéticos

Além do cenário real do reservatório (50% de saturação em água e 50% de saturação em gás), dois outros cenários foram criados a fim de fazer um quadro comparativo da resposta AVO para diferentes composições de fluido. Os Cenários podem ser criados com uma combinação de até três fluidos: óleo, gás e salmoura. Foram escolhidos nesse estudo os dois cenários mais simples: o com 100% de salmoura e o de 100% de óleo. Para cada cenário foram criados no intervalo do reservatório os perfis de densidade, velocidade da onda P, velocidade da onda S e Razão de Poisson (Figura 20). Os valores para tais parâmetros foram estimados através do cálculo do módulo de Compressibilidade (K_{sat}) para o a rocha saturada pelo novo fluido. As velocidades e as densidades correspondentes são calculadas através das equações 2.8, 2.9, 2.11 e 2.12. Os valores assumidos para a substituição de fluido se encontram na tabela 5.



Figura 20 - Perfis estimados por substituição de diferentes fluidos.

Tabela 5 - Valores típicos das propriedades e módulos elásticos de alguns materiais utilizados nessa pesquisa.

Material	K (GPa)	ρ (g/cc)	µ(GPa)
Salmoura	2.38	1.09	-
Óleo	1.00	0.75	-
Gás	0.021	0.01	-
Quartzo	36.6	2.65	45.0

Para cada cenário (*in situ*, óleo puro e salmoura pura) foi gerado um sismograma sintético *pre-stack* utilizando o método *ray tracing* para estimar os *offsets*. Os coeficientes de reflexão foram calculados usando a equação Zoeppritz e convolvido com a *wavelet* estimada. Posteriormente as amplitudes do evento de interesse foram analisadas pela equação de Aki-Richards de dois termos (equação 3.10). A figura 21 mostra o resultado da modelagem para cada um dos três modelos propostos, onde se percebe uma mudança sutil na amplitude sísmica do topo do reservatório de cada modelo.



Figura 21 - Sismogramas sintéticos gerados para os cenários óleo puro, salmoura pura e in-situ, respectivamente.

Na figura 22 são mostrados os resultados da análise de AVO para cada cenário (os offsets foram gerados utilizando as velocidades intervalares na conversão pelo ângulo de incidência com a técnica *ray tracing*). A amplitude da anomalia de AVO muda para os três casos, entretanto o tipo de anomalia (Classe III) se mantém a mesma para todos eles.



Figura 22 - Resultado da análise de AVO para os modelos salmoura pura, in-situ e óleo puro.

6.2. PROCESSAMENTO SÍSMICO

6.2.1. Superfamílias

A criação de superfamílias ou Empilhamento de *Offsets* Comuns é o processo de formação de CDPs médias para melhorar a relação sinal-ruído. Essa média é feita juntando traços que possuem *offsets* comuns de CDPs próximas. Com isso, o ruído aleatório é reduzido, mantendo a relação da amplitude com o *offset*. O esquema da Figura 23 mostra de que forma os offsets são empilhados.



Figura 23 - Offsets com mesmo número serão empilhados juntos. *Modificado de: Hampson-Russell Software Services Ltd* (2004).

Para gerar a superfamília, os *offsets* dos 5 CDPs mais próximos foram somados a fim de obter cada CDP de saída. O programa gerou 11 traços para cada família CDP (Figura 24).



Figura 24 - Superfamílias geradas. Visualização das famílias entre o CDP 325 e 334. Nota-se que as superfamílias estão menos ruidosas e, portanto, mais consistentes.

6.2.2. Superfamília em ângulo comum



O software oferece a visualização das superfamílias em escala de cores de acordo com o ângulo de incidência (Figura 25).

Figura 25 - Superfamílias mostradas em escalas de cores para ângulo de incidência.

Tomando como base o ângulo máximo mostrado na escala de cores da Figura 26, conseguimos delimitar o ângulo máximo - que se encontra entorno de 30 graus - para a criação das superfamílias em ângulo comum a partir das Superfamílias.

View 2			Trace Data: angle_gather Inserted Curve Data: P-wave		
CDP Angle	325 326 327 9 13 19 25 1 5 9 13 19 25 1 5 9	328 329 9 13 19 25 1 5 9 13 19 25 1	330 33 5 9 13 19 25 1 5 9 13 19 25 1	31 332 1 5 9 13 19 25 1 5 9 13 19 25	333 334 1 5 9 13 19 25 1 5 9 13 19
Well 300	- 777777777777777777777777777777777777	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	1		
400)))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))	······································	······································
))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))))	>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
450	**************************************))))))))))))))))))))))))))))))))))))))	**************************************	**************************************	
550	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	**************************************))))))))))))))))))))))))))))))))))))))	
600	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,))))))))))))))))))))))))))))))))))))))	>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>	**************************************	
650	**************************************				
700					
750		2222223353 - 22222223353 - 222 12222000 - 1222220000 - 122220000 - 122220000 - 122220000			
Time (ms					

Figura 26 - Famílias em ângulo comum.

6.3. ANÁLISE DE AVO

6.3.1. Marcação de Horizontes

Nessa etapa, foi demarcado um horizonte na superfamília gerada. Esse horizonte corresponde ao topo do reservatório. O *software* nos permite gerar uma análise de Gradiente para o horizonte demarcado manualmente e através da equação de equação 3.10 de Aki e Richards (Figura 27). Com essa análise de AVO já podemos inferir uma tendência de anomalia do tipo III, onde a amplitude do sinal no topo do reservatório é fortemente negativa, se tornando mais negativa com o afastamento.



Figura 27 - Análise de AVO do Horizonte 1 (topo do reservatório) através da interpretação manual do mesmo (linha azul) e através da equação de Aki e Richard para ângulos até 30° (linha vermelha).

6.3.2 - Análise de AVO, crossplots e atributos de AVO

Nesse processo a proposta é analisar a resposta de AVO em uma CDP particular. O dado de entrada é a Superfamília, restringindo a análise à CDP 330, que é a mais próxima do poço. O gráfico de AVO (Figura 28) e o *crossplot* do intercepto e do Gradiente (Figura 29) foi feito para dois eventos (o topo e a base do reservatório). A equação utilizada para gerar tais gráficos foi a de Aki e Richards (equação 3.10). Os eventos demarcados em vermelho e verde das figuras 28 e 29 são a base e o topo do reservatório, respectivamente. De acordo com a relação da refletividade com o ângulo de incidência/afastamento e a posição da reflexão do topo e base do reservatório no *crossplot* vistos no tópico 3.6, esta anomalia corresponde a uma anomalia do tipo III.



Figura 28 - Relação do comportamento da amplitude do sinal da base (linha vermelha) e do topo (linha verde) do reservatório indicando uma anomalia AVO do tipo III. A correlação normalizada entre a curva e as amplitudes originais pode ser vista na parte superior da figura, destacando a boa aproximação da curva.



Figura 29 - Gráfico Intercepto X Gradiente evidenciando uma anomalia de classe III para o CDP 330.

A extração dos atributos de AVO é feita através da equação de Aki e Richards (3.10). Para ângulos de incidência entorno de 30°, como nesse estudo, a equação se limita aos dois primeiros termos. O dado de entrada apropriado para gerar a seção sísmica empilhada são as Superfamílias em ângulo comum, levando em consideração que os atributos devem ser gerados em função do ângulo de incidência.

A resposta do produto Intercepto e Gradiente (AxB) é altamente positiva para o caso de anomalia III, como explicado no tópico 3.5. A figura 30 exemplifica esse tipo de anomalia para o reservatório avaliado.



Figura 30 - Atributo AxB.

A soma A + B é proporcional à mudança do Coeficiente de Poisson, como na fórmula 3.28. O coeficiente de Poisson está diretamente relacionada com a razão Vp / Vs (Figura 31). No topo do reservatório observa-se uma resposta altamente negativa, indicando uma diminuição da razão de Poisson. Ao contrário, na base, a resposta é altamente positiva, indicando um aumento da razão de Poisson.



Figura 31 - Atributo A+B.

A diferença A-B é proporcional à refletividade da onda cisalhante, como observado na equação 3.29. A figura 32 mostra que há um aumento na refletividade da onda S no topo do reservatório.



Figura 32 - Atributo A-B.

Por fim, foi feita uma análise de AVO do dado sísmico real (Figura 33). A análise foi feita entre os CDPs 300 e 360 a 100 metros entorno do horizonte traçado. Para restringir o gráfico cruzado somente aos eventos de interesse, foi feita uma filtragem para representar apenas os coeficientes de reflexão dos picos brancos e pretos, que representam o topo e a base do reservatório, respectivamente. O *crossplot* mostra uma tendência geral esperada, com anomalias no primeiro e terceiro quadrante, característico de uma anomalia de AVO do tipo III. A seção sísmica transversal mostra a interpretação feita no *crossplot*, da base e do topo do reservatório (Figura 34).



Figura 33 - *Crossplot* da seção sísmica original entre os CDPs 300 e 360, evidenciando uma anomalia AVO classe III.



Figura 34 - Seção sísmica com a representando a intepretação da base e do topo do reservatório no *crossplot* dos atributos da seção original.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A revisão bibliográfica feita nesse projeto permitiu um melhor entendimento acerca da metodologia empregada e a área estudada, a Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá. O objetivo principal desse trabalho foi alcançado com êxito, permitindo a partir de um fluxo seguido, analisar e classificar o reservatório de gás *Colony* de acordo com a anomalia de AVO observada.

Com a estimativa dos parâmetros elásticos e petrofísicos a partir dos dados de poço necessários para a modelagem de AVO, foi possível dar segmento à metodologia empregada. Para os dois cenários criados no intuito de comparar com a resposta de AVO do fluido *in-situ*, foram mensurados os correspondentes parâmetros através das equações para substituição de fluido. A estimativa dos parâmetros permitiu a criação de modelos sintéticos para análise da resposta de AVO. Tal análise mostrou que as respostas da amplitude para os cenários propostos (salmoura pura e óleo puro) se enquadram no mesmo tipo de anomalia do fluido contido no reservatório, a anomalia de classe III. Entretanto, a amplitude da anomalia varia para os três cenários.

Com a finalidade de tornar o dado sísmico menos ruidoso e mais consistente para a visualização dos eventos, os traços foram empilhados em *offset* comum das CDPs mais próxima. O reconhecimento dos eventos de AVO no dado sísmico foi iniciado na CDP mais próxima ao poço. Através da análise de AVO e da posição da reflexão do topo e da base do reservatório no *crossplot* dessa CDP, novamente foi observada uma anomalia de AVO do tipo III. A análise dos atributos derivados do Intercepto e do Gradiente, corroboraram com a interpretação da anomalia apresentada. Por fim, a análise do dado sísmico real reafirmou o tipo de anomalia encontrado.

Apesar do fluxo de trabalho ser bem consistente, uma sugestão alternativa para projetos futuros seria a inclusão do método de inversão de dados. Com essa técnica seria possível a extrair outros atributos de AVO, já mencionados nessa pesquisa, para aprimorar a discriminação do reservatório.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AER. 2009. Alberta Energy Regulator. Table of Formations, Alberta. Extraído de: <u>https://www.aer.ca</u>. Acessado em: 10/10/2014.
- AKI, K., RICHARDS, P.G. 1980. Quantitative seismology: theory and methods. (2 volumes). San Francisco, W.H. Freeman, 932p.
- AVSETH, P., MUKERJI, T., MAVKO, G. 2005. Quantitative Seismic Interpretation. Cambridge University Press, 359p.
- BURWASH, R.A., MCGREGOR, C.R., AND WILSON, J.A. 1994. Precambrian basement beneath the Western Canada Sedimentary Basin. In: Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin. G.D. Mossop and I. Shetsen (comps.).Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, chpt. 5.
- CASTAGNA, J. P. 1993. AVO analysis: tutorial and review: in Offset-dependent reflectivity. Theory and practice, Soc. Expl.Geophys.
- CASTAGNA, J. P., AND SWAN, H.W., AND FOSTER, D. J. 1998. Framework for AVO gradient and intercept interpretation. Soc. Expl. Geophys.v.63, p. 948–956.
- CASTAGNA, J. P., M. L. BATZLE, AND R. L. EASTWOOD, 1985, Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks: Geophysics, 50, 571–581.
- CASTAGNA, J. P.; SWAN. H. W. 1997. Principles of AVO Cross Plotting. The Leading Edge.v.6, n.4, p. 337-344.
- FOCHT, G.W. AND BAKER, F.E. 1985. Geophysical case history of the Two Hills Colony gas field of Alberta: Geophysics, 50(7), 1061-1076.
- GREENBERG, M. L., AND CASTAGNA, J. P. 1992. Shear-wave velocity estimation in porous rocks: Theoretical formulation, preliminary verification and applications: Geophysical Prospecting, 40, 195–209.
- HAMPSON-RUSSELL. 2013. AVO Workshop part 1. CGG Company. [Não publicado].
- HAMPSON-RUSSELL SOFTWARE SERVICES LTD. 2004. AVO Theory. Extraído de: <u>http://www.ipt.ntnu.no/pyrex/stash/</u>. Acessado em: 10/10/2014.
- HAYES, B.J.R., CHRISTOPHER, J.E., ROSENTHAL, L., LOS, G., MCKERCHER, B.,
 MINKEN, D.F., TREMBLAY, Y.M., AND FENNELL, J.W. 1994. Cretaceous
 Mannville Group of the Western Canada Sedimentary Basin. In: Geological Atlas of
 the Western Canada Sedimentary Basin. G.D. Mossop and I. Shetsen

(comps.).Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, chpt. 19.

- HEIN, F.J. AND MCMECHAN, M.E. 1994. Proterozoic and Lower Cambrian strata of the Western Canada Sedimentary Basin. In: Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin. G.D. Mossop and I. Shetsen (comps.).Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, chpt.6.
- KEAREY, P; BROOKS M.; HILL, I. 2009. Geofísica de Exploração. São Paulo, Oficina de textos.420p.
- KENT, D.M. 1994. Paleogeographic evolution of the cratonic platform Cambrian to Triassic. In: Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin. G.D. Mossop and I. Shetsen (comps.).Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, chpt. 7.
- MAVKO, G., MUKERJI, T. AND DVORKIN, J. 1998. The rock physics handbook: Tools for seismic analysis in porous media. Cambridge University Press.
- MOSSOP, G.; SHETSEN, I. 1994. Introduction to the Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin. *In*: Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin, G. D. Mossop and I. Shetsen (comps.). Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, p. 1-11.
- NAUSS, A.W. 1945. Cretaceous stratigraphy of Vermilion area, Alberta, Canada. Amer. Assoc. Petrol.Geol. Bull., v. 29, p. 1605-1629.
- OSTRANDER, W. J. 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence. Geophysics. v. 49, p. 1637-1648.
- PINTAS, E. M. 2011. Análise de Atributos AVO e Física de Rochas Aplicados na Identificação e Caracterização de Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica). Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, Brasil. 83 p.
- PRICE, R.A. 1994. Cordilleran tectonics and the evolution of the Western Canada Sedimentary Basin. In: Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin.G.D. Mossop and I. Shetsen (comps.).Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, chpt. 2.
- PUTNAM, P.E. AND. OLIVER, T. A. 1980. Stratigraphic traps in channel sandstones in the Upper Mannville (Albian) and east-central Alberta. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 28, 489-508.

- RODEN, R., FORREST, M., HOLEYWELL, R., CARR, M. AND ALEXANDER, P. 2014. The role of AVO in prospect risk assessment. *Interpretation*. Vol. 2, No. 2, SC61-SC76.
- ROMANELLI, A. L. R. 2003. Análise do sinal sísmico. Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf). 555p.
- RUTHERFORD, S. R.; WILLIAMS, R. H. 1989. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. Geophysics. v. 54, n. 6, p. 680-688.
- SHUEY, R. T. 1985. A simplification of the Zoeppritz equations. Geophysics. v. 50, p.609-614.
- SMITH, D.G.1994. Paleogeographic evolution of the Western Canada Foreland Basin. In: Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin. G.D. Mossop and I. Shetsen (comps.).Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, chpt. 17.
- WICKENDEN, R.T.D., 1948. The Lower Cretaceous of the Lloydminster oil and gas area, Alberta-Saskatchewan. Geol. Surv. Can., Paper 48-21.
- WIGGINS, R., KENNY, G.S., AND MCCLURE, C.D. 1983. A method for determining and displaying the shear-velocity reflectivities of a geologic formation: European patent Application 0113944.
- XIAO, W.; UNSWORTH, M. 2006. Structural imaging in the Rocky Mountain foothills Alberta using magnetotelluric exploration. AAPG Bulletin 90(3): 321-333.
- YENWONGFAI, H. D. 2011. Compaction, Rock Properties and Avo Modeling in the Goliat Field, Sw Barents Sea. Master Thesis in Geosciences.University of Oslo. 114p.
- YILMAZ, O. 1987. Seismic Data Processing. Society of Exploration Geophysicists SEG, Tulsa. 527p.

9. ANEXOS



Anexo A - Tabela de Formações das Províncias Norte, Centro-sul e sul da Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá entre as Eras Mesozóica e Cenozóica. *Modificado de: AER (2009)*.



Anexo B – Tabela de Formações das Províncias Central, Noroeste e Nordeste da Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá entre as Eras Mesozóica e Cenozóica. *Modificado de: AER (2009)*.



Anexo C - Tabela de formações das Províncias Norte, Centro-sul e sul da Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá na Era Paleozóica. *Modificado de: AER (2009)*.



Anexo D - Tabela de Formações das Províncias Central, Noroeste e Nordeste da Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá na Era Paleozóica. *Modificado de: AER (2009)*.